doi:10.13866/j.azr.2018.06.28

新月形沙丘对湖积平原风蚀荒漠化的影响①

蔡东旭[1,2]， 李生宇[1]， 雷加强[1]， 王海峰[1]， 孟晓于[1,2]
（1. 中国科学院新疆生态与地理研究所，新疆 乌鲁木齐 830011；2. 中国科学院大学，北京 100039）

摘 要： 新月形沙丘是风蚀荒漠化过程中伴随的重要风积地貌类型，在以往的研究中主要侧重于沙丘体表面动力学过程，而关于沙丘在风蚀荒漠化过程中的作用鲜有报道。本文在台特玛湖的干涸湖盆区（曾经的塔里木河尾闾湖），采用测钎法，实地测定了新月形沙丘周围地表的蚀积变化，同时采用室内风洞模拟了典型新月形沙丘地表的气流分布模式，系统分析了新月形沙丘对地表蚀积影响的作用机理。结果表明：在新月形沙丘影响下，沙丘周围地表风蚀强度不均一，在沙丘迎风坡前区和沙丘左右翼，风蚀深度略大于不受沙丘影响区（CK），但单位面积平均净蚀积量接近平衡状态；在沙丘背风坡前区以风积为主，而在背风侧尾流区，地表以风蚀为主，且随着沙丘体积增加，单位面积平均净风蚀量也略有增大。在内陆干旱区干涸湖盆风蚀荒漠化过程中，新月形沙丘通过改变地表流场结构，使风沙流饱和度发生空间分异，从而影响了下伏地表蚀积的空间分布，尤其加剧了背风侧尾流区的风蚀，使新的风蚀面裸露，破坏沉积层结构，促进了河湖相沉积平原风蚀荒漠化的发展。

关键词： 新月形沙丘；蚀积分布；风蚀强度；流场结构；台特玛湖

新月形沙丘是在单一风向的作用下，经历沙斑、饼状沙堆、盾状沙堆、雏形新月形沙丘、新月形沙丘等发育阶段而形成的一种常见的风积地貌类型[1]。新月形沙丘广泛分布在世界各大沙漠的边缘、河谷、干涸盐湖、海岸，甚至其他行星上[2]。国内外学者对不同地区新月形沙丘的发育过程、形态特征、蚀积分布、流场结构及环境指示意义等开展了大量研究[3-6]，多数研究侧重于对沙丘体的表面动力学过程的探究[7-8]。研究发现，气流经过沙丘迎风坡坡脚时，风速降低，但受湍流影响，出现了低风速高输沙率的现象[9]；从沙丘迎风坡坡脚至丘顶，气流加速，风蚀强度逐渐增加，侵蚀强度在丘顶达到最大[8-10]；在沙丘脊线处气流扩张、附面层分离，形成背风侧低压区，在落沙坡及两翼呈堆积状态[11]；从背风坡坡脚至下风向的一定范围内形成了涡流区[12]，直到一定距离后，气流附着地表恢复至初始状态[1,9-10]。然而，关于沙丘改变区域气流，对下伏地表风蚀的影响鲜有报道。

目前，已有学者研究发现，由于新月形沙丘对近地表气流的扰动，在其移动过程中会造成对沙丘周围地表植被、交通干线以及工程防沙体系产生侵蚀[13-14]。在风蚀荒漠化快速发展地区，沙丘对地表风蚀的影响作用尚未得到关注，而该问题则是深入刻画风蚀荒漠化过程的关键。本文选择风沙活动频繁的台特玛湖干涸湖盆区，通过对风蚀劣地上新月形沙丘的移动速度，以及沙丘周围地表蚀积变化的监测，查明了新月形沙丘影响下周围地表的蚀积分布格局，同时结合新月形沙丘地表流场结构的室内风洞模拟，揭示了新月形沙丘对地表风蚀的影响机理。研究结果有助于深入认识风蚀沙漠化过程，在风沙地貌动力学方面具有重要的理论意义，对防沙治沙也具有重要的实际指导价值。

1 研究区概况

台特玛湖位于塔里木盆地东南部，曾是塔里木河和车尔臣河（且末河）的尾闾湖。自 1972 年以来，随着塔里木河下游的大西海子水库蓄水，大西海子水库以下 363 km 长的河道长期断流。至 1974 年，台特玛湖完全干涸，原先生长在湖区的植被日益枯死。此后干涸湖盆开始发生风蚀荒漠化，东北方的库鲁克塔格沙漠向西南侵袭，风沙堆积抬高了湖

① **收稿日期：** 2018-04-17； **修订日期：** 2018-05-30
基金项目： 国家自然科学基金面上项目（41571011）；国家国际科技合作专项项目（2015DFR31130）
作者简介： 蔡东旭（1989-），男，硕士研究生，主要从事风沙地貌与荒漠化防治研究. E-mail：caidongxu8@foxmail.com
通讯作者： 李生宇. E-mail：lishy_hb@163.com

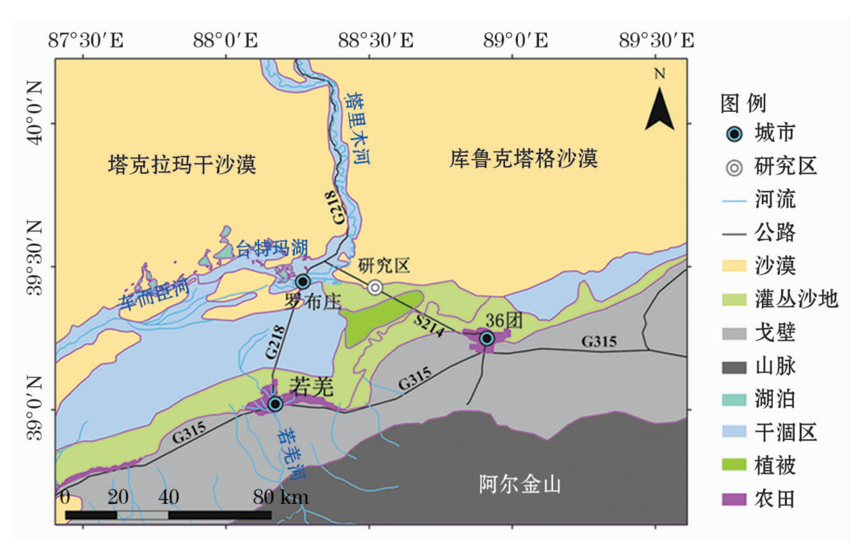


图 1　研究区位置

Fig. 1　Geographical location of the study area

底,现有湖心位于315国道的西部(2001年塔里木河第三次应急输水之后形成的湖泊),相对原湖心西移30~40 km,而目前干涸湖盆区呈严重的沙漠化态势[15]。

研究区位于台特玛湖干涸湖盆区(39°25′01″~39°30′00″N,88°30′49″~88°32′16″E),海拔807 m(图1)。该区属暖温带大陆性极端干旱气候,降水稀少,蒸发强烈。根据若羌县气象站气象资料,该区年平均气温11.8 ℃,极端最低气温-19.7 ℃,极端最高气温41.6 ℃;年平均降水量23.33 mm,而年蒸发量高达2 673.2 mm,平均相对湿度为41.1%,干燥指数63.0;风沙天气频发,盛行NE、ENE风,多年平均风速2.16 $m\cdot s^{-1}$,多年平均大风(风速≥17.2 $m\cdot s^{-1}$)日数28.2 d,3—5月为多风季节,平均风速2~4 $m\cdot s^{-1}$,6—8月为大风季节,最大风速可达17~25 $m\cdot s^{-1}$。观测样地位于S214省道K11~K15处,该区段土壤表层主要为腐烂的芦苇根和蜗牛壳,地表沉积物较松散,机械组成以极细砂和粉砂为主,地表有较强烈的风蚀和沙埋现象,分布有新月形沙丘(链)、灌丛沙堆、风蚀沟槽等风沙地貌。

2　研究方法

2.1　实验设计

在研究区内选择1 600 m×1 600 m的观测样地,在样地内选择10个大小各异的典型新月形沙丘,用卷尺测量沙丘的形态参数,同时采用测钎法,在沙丘周围0~2 H(H为沙丘高度)区域(迎风坡前区、右翼、左翼旁侧)布设矩阵式铁钎,钎间距为1 m,在沙丘背风侧测点加密,顺风向延伸至8 H。测钎初始布设时,记录其地表出露高度(h_1),并记录各测钎的相对位置,每根铁钎按照顺序编号(图2)。同时,在远离沙丘的区域,选择地形起伏不超过5 cm、受人为破坏或外界扰动较小的平台地面6处,在顺风向与垂直主风向均布设7行(列)铁钎,钎间距1 m。测钎2017年5月26日布设,2017年8月15日测量插钎外露高度(h_2)。为消除测量时的视觉误差,采用激光测距仪(型号DT500,置信度95.4%,精确度1.5 mm)测量铁钎的外露高度。

为探究沙丘周围区域蚀积分异的动力原因,需测量沙丘地表流场结构,为此进行了室内风洞模拟实验。实验在中国科学院新疆生态与地理研究所莫索湾环境风洞实验室进行。该风洞为室内直流吹气式风洞,实验段截面1.3 m(宽)×1.0 m(高),长8 m,实验风速5~20 $m\cdot s^{-1}$,连续可调。根据野外对新月形沙丘的测量,将实物按照1∶25缩小,用可塑性胶泥制作新月形沙丘模型,模型高度8 cm,迎风坡坡度20°,背风坡坡度34°,沙丘迎风坡投影长度22 cm,两兽角间宽度28 cm(图3a)。

风洞实验的基础应该满足几何相似、运动相似和动力相似。在几何相似方面,需考虑风洞湍流附面层与地球贴地边界层的尺度之比,同时为避免洞壁干扰,模型阻塞度不超过6%。本实验模型的最大迎风面面积为264 cm^2,对应阻塞度为2%;本实验的沙丘模型高8 cm,在附面层内(本风洞实验条件下附面层厚度可达15 cm左右)。在运动相似方

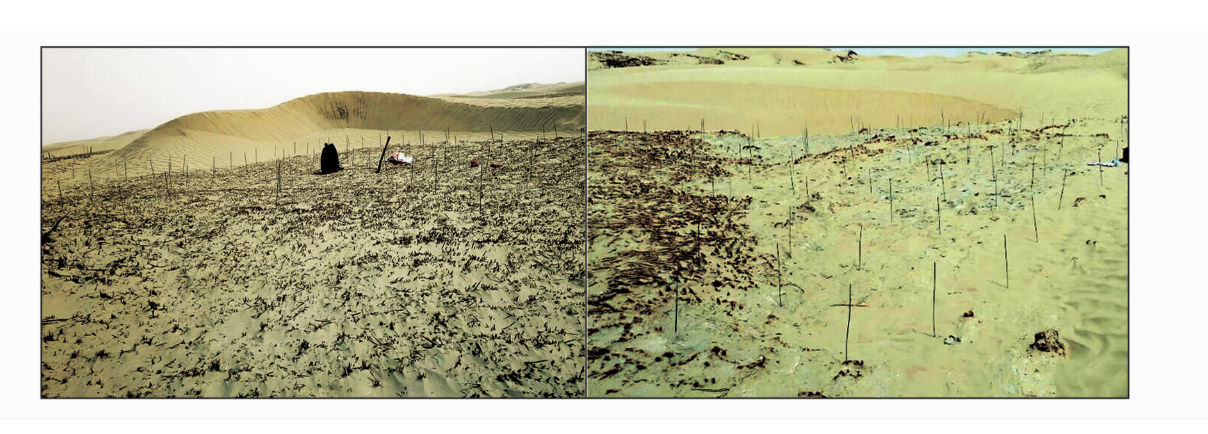


图 2　野外调查及实验点布设

Fig. 2　Field survey and experimental layout

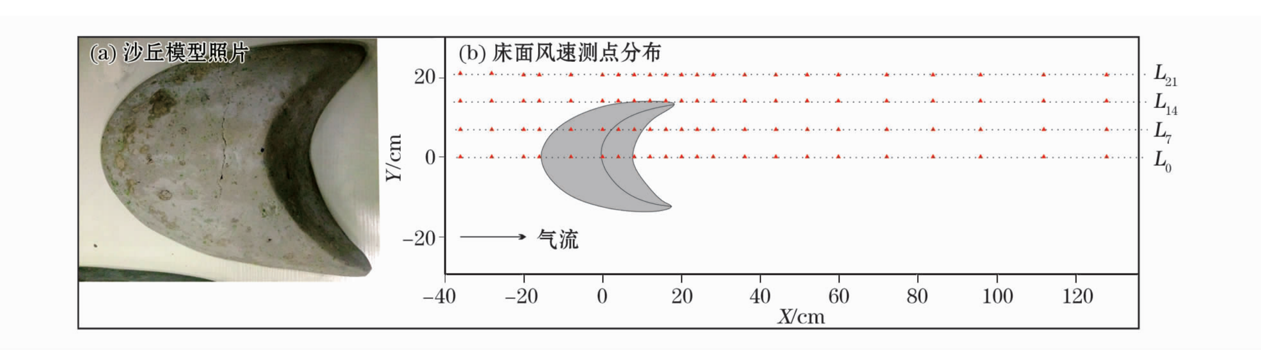


图 3　风洞模拟沙丘周围流场结构

Fig. 3　Wind tunnel simulation of flow field around barchan dune

面，主要考虑流态和风速廓线相似。风速廓线经预实验验证，符合对数分布。在流态相似方面，主要考虑雷诺数($Re=\rho U_0 d/\mu$)[16]。本试验所选用最小风速(U_0)为 8 m·s^{-1}，沙丘模型宽度为 28 cm，雷诺数为 1.6×10^5，而雷诺数大于 10^4 时，流体运动状态不受雷诺数变化影响。根据 Zhang 等[17]的研究，风洞模拟实验中弗劳德数〔$Fr=U_0^2/(gH_W)$〕需小于 20。本实验最大指示风速(U_0)为 12 m·s^{-1}，风洞高度(H_W)需大于 0.73 m，小于本风洞的高度(1.0 m)，满足动力相似准则。

将沙丘模型固定于风洞试验段入口的下风向 3.5 m 处，风洞地板表面铺设砂纸以模拟粗糙下垫面。实验测点主要沿着顺风向 L_0、L_7、L_{14}、L_{21} 4 条横截面进行布设，沙丘附近区域测点加密(间距 4 cm)，随着测量距离远离沙丘，测点间距增至 8 cm、12 cm、16 cm(图 3b)。实验分别在 8 m·s^{-1}、10 m·s^{-1}、12 m·s^{-1} 3 种指示风速下进行。风速廓线用皮托管测定，测定高度(Z)分别为 1 cm、2 cm、3 cm、5 cm、7 cm、10 cm、15 cm、30 cm 和 50 cm。

2.2　数据处理

采用激光测距仪，测定了野外测钎地表出露高度，计算测钎地表蚀积强度 $\Delta h=h_1-h_2$($\Delta h>0$ 表示风积；$\Delta h<0$ 表示风蚀；$\Delta h=0$ 表示蚀积平衡)，统计分析沙丘周围不同区位单位面积的平均风蚀量、风积量以及净蚀积量。同时，将受沙丘影响的周围区与沙丘下伏地面看作整体，计算单位面积平均风蚀量($\overline{EQ}$)，即：

$$\overline{EQ}=\frac{\sum_{i=1}^{n}\Delta h_i\times1\times1}{S_{总}+S},(\Delta h_i<0)\quad(1)$$

式中：Δh_i 指沙丘周围第 i 根铁钎的风蚀深度；$S_{总}$、S 分别指沙丘周围区域布设铁钎的面积、沙丘的底面积。

根据沙丘形态参数，计算沙丘底面积(S)和体积(V)。沙丘底面积以半椭圆和 2 个三角形的组合近似估算(2 式)，沙丘体积以 1/4 椭球体和 2 个三棱锥的组合近似估算(3 式)。

$$S=\frac{1}{2}\pi\times\frac{1}{2}W\times\cos\alpha\times L+2\times\frac{1}{2}\times\frac{1}{2}w\times\cos\beta\times l\quad(2)$$

$$V = \frac{1}{4} \times \frac{4}{3}\pi \times \frac{1}{2}W \times \cos\alpha \times L \times H + 2 \times \frac{1}{3} \times \frac{1}{2}w \times \cos\beta \times l \times h \qquad (3)$$

式中:W、L、H、α 分别表示沙丘最大宽度、迎风坡长度、沙丘高度、迎风坡坡度;w、l、h、β 分别表示沙丘兽角最大宽度、长度、高度及兽角坡度。

室内风洞模拟实验各测点的风速数据,取风速稳定时间段内 20 个数据的平均值。用 Sufer 12.0 软件中 Krging 插值法,绘制床面新月形沙丘的水平流场和垂直流场图。

3 结果与分析

3.1 新月形沙丘周围地表蚀积强度的空间分异特征

由图 4 可知,在地势平坦、不受沙丘影响的湖相沉积平原地表(CK),风蚀深度与堆积厚度比较接近,最大侵蚀深度在 2 cm 左右。在沙丘迎风坡前区、沙丘左翼、右翼附近区域,既存在风积,也存在风蚀,而蚀积强度相对 CK 明显增加,最大风积厚度、风蚀深度分别为 6 cm 和 4.2 cm。在沙丘背风坡 0~3 H 范围,地表以强烈的风积为主,而风蚀相对不明显。在沙丘背风侧尾流区,风蚀测钎的数量明显多于风积测钎,地表最大堆积厚度为 2 cm,而最大风蚀深度为 3.5 cm 左右,表明在沙丘背风侧尾流区主要以风蚀为主。

可见,新月形沙丘周围地表蚀积强度具有空间不均匀性,沙丘迎风坡前区、沙丘左翼和右翼附近的侵蚀深度及堆积厚度均大于 CK,沙丘背风坡以风积为主,背风侧尾流区主要以风蚀为主,表明沙丘对周围地表的风蚀和堆积产生了一定的影响。

3.2 不同大小的新月形沙丘周围蚀积量的差异

在观测期间,受沙丘碰撞合并影响(部分沙丘移动过快),部分测钎被沙丘压埋,导致部分数据缺失,仅计算了 5 个不同大小的沙丘周围单位面积平均风蚀量、风积量、净蚀积量。由表 1 可知,在沙丘周围不同区位,单位面积的平均风积量均表现为:背风坡显著($P < 0.05$)大于两翼附近、迎风坡前区、CK,背风坡尾流区显著($P < 0.05$)小于其余各区。单位面积平均风蚀量呈现:背风坡尾流区显著($P < 0.05$)大于迎风坡前区、右翼显著大于($P < 0.05$)左翼与 CK。单位面积的平均净蚀积量差异显著($P < 0.05$),表现为:背风坡以风积为主,背风侧尾流区以风蚀为主,迎风坡前区风蚀略大于风积,两翼角附近区域以及 CK 处于相对平衡状态。可见,相比不受沙丘影响的湖积平原区段(CK),受沙丘影响,沙丘背风侧尾流区以风蚀为主,说明沙丘在移动的过程中,增强了沙丘背风侧尾流区地表的风蚀,促进了湖积平原的沙尘释放。

基于新月形沙丘形态参数的野外观测值,近似

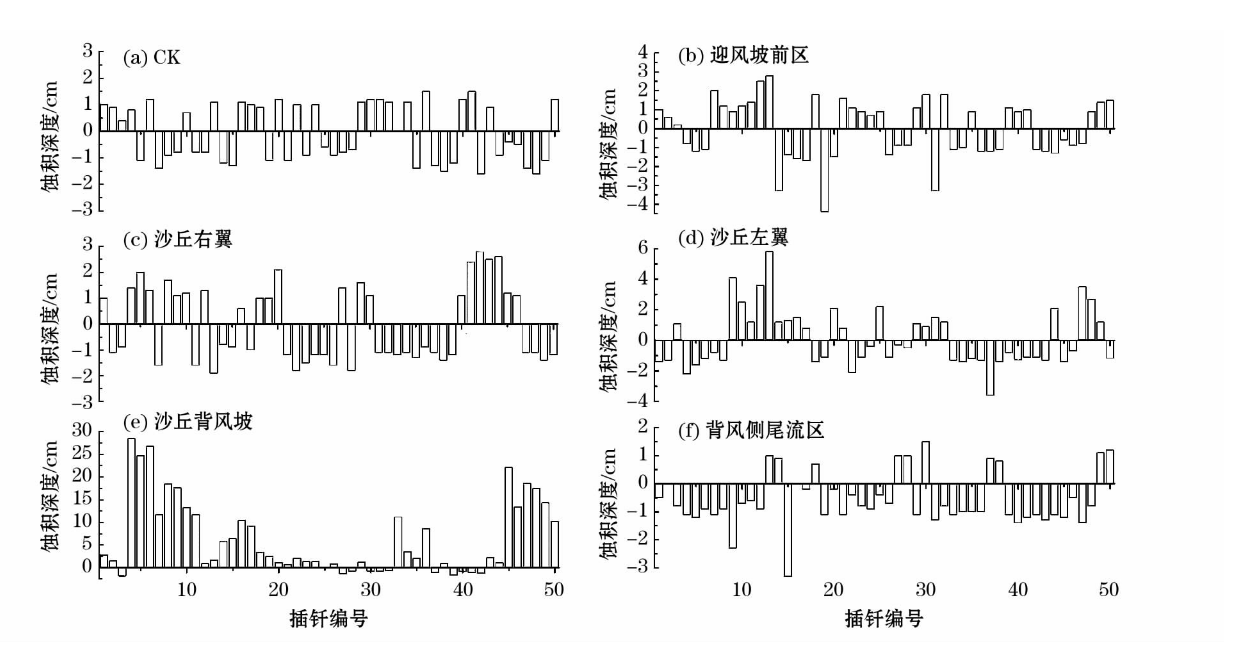


图 4 沙丘周围不同部位蚀积强度的空间分异

Fig. 4 Spatial variation of the wind erosion/deposition intensity at different positions around barchan dune

表 1　观测时段内不同大小的新月形沙丘周围地表蚀积量的变化

Tab. 1　Change of surface wind erosion/deposition around barchan dunes with different sizes during the field observation period

沙丘编号	沙丘体积/m^3	蚀积特征	沙丘周围不同区域					
			CK	迎风坡前区	右翼	左翼	沙丘背风坡	背风侧尾流区
沙丘 1	25.981 7	EQ	-0.010 5	-0.013 3	-0.012 6	-0.011 2	-0.011 4	-0.010 1
39.447 78°N		DQ	0.010 1	0.013 1	0.015 5	0.021 3	0.085 1	0.008 4
88.487 13°E		NED	-0.000 4	-0.000 2	0.002 9	0.010 1	0.073 7	-0.001 7
沙丘 2	66.167 5	EQ	-0.011 2	-0.021	-0.014 6	-0.012 7	-0.004 2	-0.016
39.452 41°N		DQ	0.010 5	0.012	0.013 7	0.014 5	0.094 3	0.005
88.490 30°E		NED	-0.000 7	-0.009	-0.000 9	0.001 8	0.090 1	-0.011
沙丘 3	99.843 1	EQ	-0.011 6	-0.019	-0.014 6	-0.012 9	-0.003 1	-0.021 4
39.450 53°N		DQ	0.013 4	0.014	0.016 7	0.014 5	0.112	0.009
88.490 01°E		NED	-0.000 2	-0.006	0.002 1	0.001 6	0.108 9	-0.012 4
沙丘 4	140.750 3	EQ	-0.014 5	-0.021 2	-0.017 4	-0.018 7	-0.000 2	-0.021 3
39.451 52°N		DQ	0.013 1	0.013 3	0.019 8	0.021 3	0.112	0.008
88.494 55°E		NED	-0.001 4	-0.002 1	0.002 4	0.002 6	0.111 8	-0.013 3
沙丘 5	188.971 4	EQ	-0.009 2	-0.018 4	-0.024 1	-0.001 6	-0.002 3	-0.023 5
39.451 27°N		DQ	0.011 3	0.011 3	0.019 8	0.001 9	0.124 9	0.007
88.491 64°E		NED	0.001 1	-0.007 1	-0.004 3	0.000 3	0.122 6	-0.016 5
		EQ	-0.011 8 ±0.001 2^{b}	-0.018 6 ±0.002 2^{a}	-0.016 7 ±0.004 5^{a}	-0.011 4 ±0.006 2^{b}	-0.004 2 ±0.001 2^{c}	-0.018 5 ±0.005 2^{a}
平均值 ± 标准差		DQ	0.011 7 ±0.001 5^{bc}	0.012 7 ±0.001 1^{bc}	0.017 1 ±0.002 6^{b}	0.073 5 ±0.006 8^{b}	0.105 6 ±0.015 8^{a}	0.007 5 ±0.001 6^{c}
		NED	-0.000 3 ±0.000 1^{bc}	-0.004 8 ±0.000 3^{cd}	-0.000 4 ±0.000 1^{bc}	0.003 3 ±0.001 8^{b}	0.101 4 ±0.014 8^{a}	-0.010 9 ±0.005 1^{d}

注:EQ 代表单位面积平均风蚀量($m^3 \cdot m^{-2}$);DQ 代表单位面积平均风积量($m^3 \cdot m^{-2}$);NED 代表单位面积平均净蚀积量($m^3 \cdot m^{-2}$),正值代表风积,负值代表风蚀。同一行标有不同小写字母差异显著,$P<0.05$。下同。

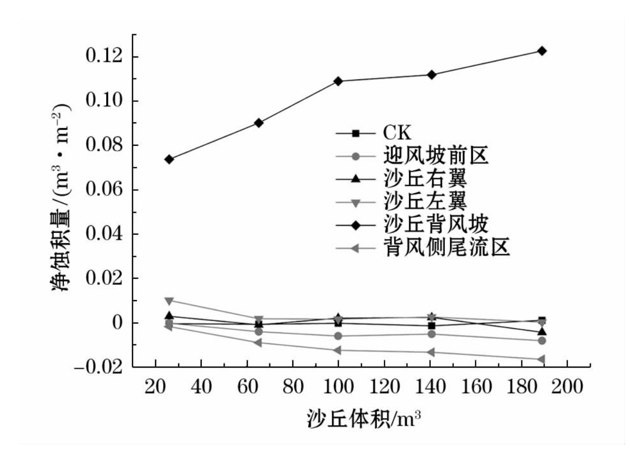


图 5　新月形沙丘周围区域净蚀积量随沙丘体积的变化

Fig. 5　Variation of net wind erosion/deposition around barchan dunes with different volumes

估算了沙丘的体积,分析了新月形沙丘周围地表单位面积平均净蚀积量随沙丘体积的变化规律。从图 5 可知,随着沙丘体积的增加,在沙丘迎风坡前区、沙丘左翼角和右翼角附近区,单位面积净蚀积量变化不明显,均处于相对平衡状态;在沙丘背风坡处于风积状态(由于沙丘前移),单位面积的平均风积量随着沙丘体积的增加而增大;而在沙丘背风侧尾流区主要以风蚀为主,单位面积的风蚀量随着沙丘体积的增加而增大。

3.3　沙丘的移动对沙丘背风侧风蚀量的影响

测钎也记录了沙丘移动距离。由图 6a 可知,沙丘体积越大,沙丘的移动速度越慢。体积分别为 26 m^3、66.2 m^3、99.8 m^3、140.75 m^3 和 188.9 m^3 的沙丘,在观测期间,分别向前移动了 8 m、6.1 m、3.5 m、2.6 m 和 1.4 m。沙丘移动也影响了沙丘背风侧尾流区的风蚀。由图 6b 可知,沙丘向前移动越慢,对尾流区的风蚀影响越明显,单位面积平均净风蚀量越大。沙丘移动距离为 8 m 时,背风侧尾流区单位面积平均风蚀量为 0.002 $m^3 \cdot m^{-2}$;移动距离为 3.5 m 时,风蚀量为 0.012 $m^3 \cdot m^{-2}$;移动距离为 1.4 m 时,风蚀量达 0.017 $m^3 \cdot m^{-2}$。

3.4　新月形沙丘的流场结构

室内风洞模拟了新月形沙丘表面及周围区域的流场结构。以 12 $m \cdot s^{-1}$ 的风速(图 7)为例,从新月形沙丘 L_0 典型断面的垂直流场等值线图可以看出(图 7a),气流靠近沙丘时,在迎风坡坡脚前区,由于地形的阻滞作用,水平速度降低,等值线下凹;气流

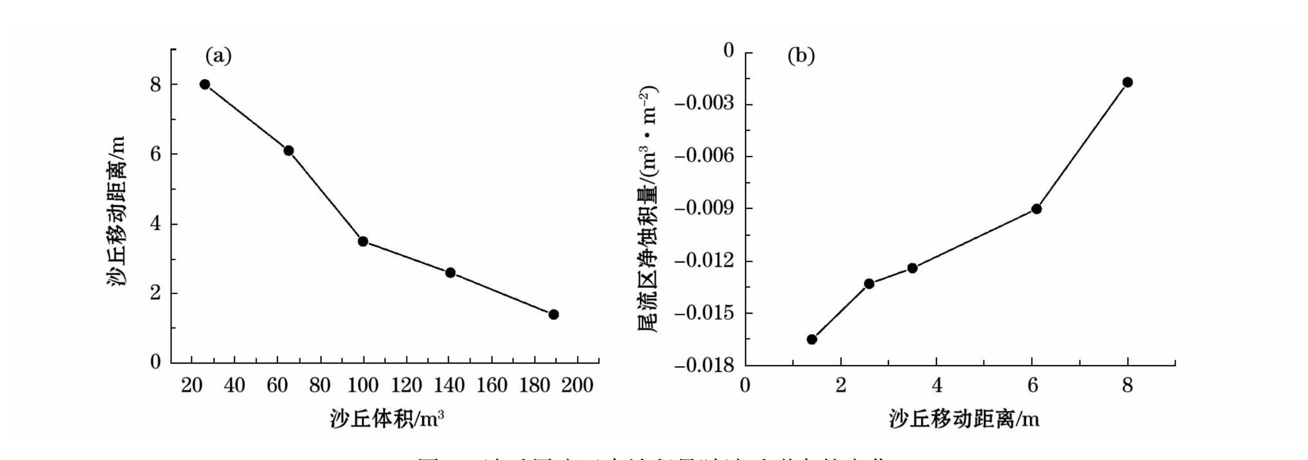


图 6　沙丘尾流区净蚀积量随沙丘形态的变化

Fig. 6　Variation of net wind erosion/deposition in the wake zone of leeward slope with the shape of dune

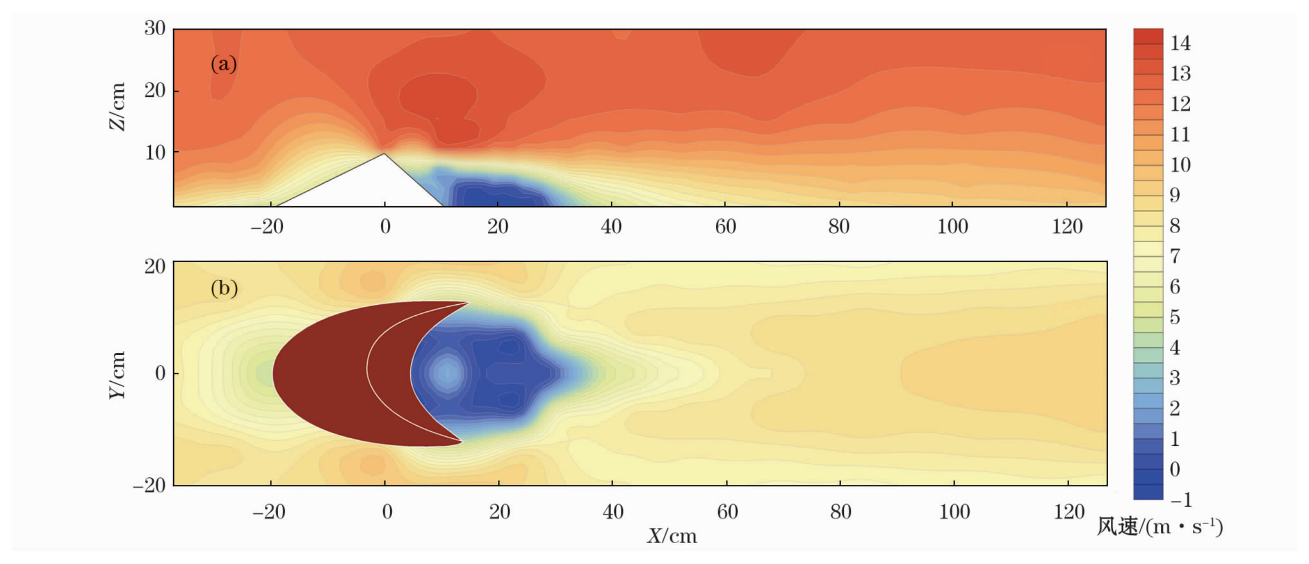


图 7　新月形沙丘近地表的流场结构(风速 12 m·s⁻¹)

Fig. 7　Structure of airflow field over the surface of barchan dune under 12 m·s⁻¹ wind speed

经迎风坡时,地形抬升造成气流加速,等值线压缩,等值线上凸,气流加速,在丘顶达到了最大值;当气流越过沙丘脊线时,受背风坡低压区的影响,气流附面层分离,流线扩张,风速减弱,在垂向小于 8 cm、水平 0 ~30 cm 范围内形成了一个近似闭合的分离涡;随着沙丘背风侧气流速度等值线的扩张,气流附着地表,水平风速逐渐增加,最终恢复至初始状态。由距地表高度为 1 cm 的水平流场图可知(图 7b),在沙丘迎风坡前区气流减速,在兽角两侧,气流绕流加速,在兽角两侧下风向,气流辐合、转向,最终逐渐恢复并达到初始气流状态。

4　讨 论

4.1　沙丘对周边蚀积影响的作用机制

新月形沙丘周围的蚀积分异与其对周围气流的扰动密切相关。在沙丘迎风坡前区,气流运动受沙丘阻滞减速,风沙流挟沙易于沉积。但观测结果显示,在迎风坡前区既存在风积,也存在风蚀,最大风蚀深度超过 4 cm。这主要是由湍流所造成的[2,18],湍流影响可用流线曲率来表示,从迎风坡前区至迎风坡脚流线下凹,且曲率增大,流速空间变异增大,湍流强度增加,使床面输沙能力增强,在迎风坡前区呈现低风速、高输沙率的现象[19-20]。因此,沙丘迎风坡前区可见风蚀量略大于沉积量。

在沙丘翼角两侧,气流沿沙丘迎风坡脚向两侧翼角绕流加速(图 7b),使沙丘两翼侵蚀,砂粒向下风向搬运,沙丘向前移动,同时沙丘翼角两侧地表沉积物也受加速绕流影响,产生强度较大的风蚀(高于 CK)。在观测期间,也发现部分沙丘两翼也存在积沙现象。这可能与该区风况以及沙丘上风向沙源

表2　沙丘影响区与不受沙丘影响地表(CK)的平均风蚀强度对比

Tab. 2　Compared results of the average wind erosion intensity between the areas with and without the dune effect

沙丘编号	沙丘1	沙丘2	沙丘3	沙丘4	沙丘5	平均值±标准差
CK(EQ)	-0.010 5	-0.011 2	-0.011 6	-0.014 5	-0.009 2	-0.011 8±0.001 2[a]
沙丘整体($\overline{EQ}$)	-0.011 1	-0.011 8	-0.011 5	-0.011 6	-0.009 7	-0.011 1±0.000 7[a]

供给有关[21-22]。研究区盛行ENE风,但6—8月份多NE、NNE风,风力较大,季节性风向与合成输沙方向有一定夹角,导致移动过程中沙丘形态不稳定,翼侧有积沙现象。当沙源供给充足时,沙丘上风向的风沙流易达到饱和状态,风沙流遇阻,风速降低,易在翼角形成堆积。因此,在沙丘两翼侧既存在风蚀,伴随积沙现象。

在沙丘迎风坡气流抬升加速,在丘顶加速率达到最大,这已被多数学者证实[9-11,23]。随着迎风坡气流骤然加速,近地表风沙流转为不饱和状态,风蚀能力增强。气流越过丘顶后,随着附面层分离,在沙丘背风侧一定范围内形成涡流,涡流内气流的运动方向与砂粒的运动方向相反,限制砂粒向下风向的搬运[8,24],同时涡流也会对沙丘背风侧地表的风蚀产生影响[25]。沙丘背风坡水平风速的衰减及涡流的共同作用,使风沙流中多数砂粒在沙丘背风侧沉积[26-27]。据Nickling等[28]研究,有99%的砂粒沉积在沙丘背风侧2 m范围内。因此,在沙丘背风坡至前区一定范围内,地表以风积为主。

沙丘背风侧气流附着地表后,近地表水平风速开始恢复增加(图7b),下层气流在恢复至临界起沙风速以前,气流对地表沉积物的影响极小。随着沙丘背风坡下层气流的继续恢复,湍流动能减弱,开始发育内边界层,近地表气流迅速增加[24,29];当风速超过临界起沙风速时,由于沙丘背风侧反向涡流限制了砂粒向下风向搬运,导致该区气流恢复过程中风沙流呈极度不饱和状态,侵蚀能力增强[30-31],对地表沉积物产生了较强的风蚀作用。已有学者发现,沙丘背风侧尾流恢复,内边界发育的过程中,地表剪应力增加,会加速地表风蚀[7-9,32]。同时湖积平原表层沉积物较为松散,以极细砂和粉砂为主,有利于风蚀发生[33]。因此,在沙丘背风侧尾流区整体呈净风蚀状态。

4.2　沙丘对湖积平原风蚀影响的实质

表2将沙丘及其周围影响地面看作整体,计算了分摊到该区域的平均风蚀量,单位面积的平均风蚀量在0.009 7~0.011 8 $m^3 \cdot m^{-2}$,与不受沙丘影响的湖相沉积平地(CK,0.009 2~0.014 5 $m^3 \cdot m^{-2}$)相比,差异不显著($P>0.05$)。可见,新月形沙丘移动过程中,并未改变区域地表的平均风蚀强度,而是通过扰动近地表流场,增加了沙丘周围局部区位的风蚀强度。

湖积平原风蚀荒漠化过程中,地表发育了新月形沙丘,而新月形沙丘通过影响沙丘周围地表的风蚀强度,加速了湖积平原风蚀荒漠化过程。在沙丘迎风坡前区,两翼侧风蚀强度相对平沙地表较大,使得沙丘周围沉积物中的粉砂和黏土颗粒迅速减小,沉积物中的粗砂成分和不可蚀残体残留原地,促进土壤粗化,生产力丧失,加剧了湖积平原土地退化。在沙丘背风侧风沙流极度不饱和,加速了地表吹蚀[32],使得湖积平原表层松散风蚀物被搬运走,裸露出新的沉积物固结较为紧实的风蚀面,在沙丘背风侧湍流和不饱和风沙流的作用下,使裸露的沉积层结构破坏,产生了下凹的风蚀破口,促进了在此基础上的下切侵蚀和侧蚀[34],加速了湖积平原沉积面的破碎化。沙丘对周围地表的侵蚀的影响,也伴随着沙丘的移动而迁移,从而使得湖积平原地表的风蚀处于恶性循环过程中。因此,新月形沙丘的存在,加速了湖积平原的荒漠化向沙漠化发展。

5　结 论

在风蚀荒漠化过程中,随着沙源逐渐趋于丰富,地表发育了新月形沙丘,而新月形沙丘在风蚀荒漠化过程潜在作用尚未得到科学认知。本文选择风沙活动频繁的台特玛湖干涸湖盆区,实地监测了新月形沙丘移动速度以及沙丘周围地表的蚀积状况,并开展了新月形沙丘流场结构的室内风洞模拟,得到以下结论:

(1)在新月形沙丘移动过程中,沙丘体对周围地表的风蚀和堆积产生了较大影响,出现了沙丘周围地表蚀积强度空间不均匀的现象:沙丘迎风坡前区、沙丘左翼和右翼蚀积强度较CK略大,沙丘背风坡以风积为主,而背风侧尾流区以风蚀为主。

(2)沙丘迎风坡前区风蚀量略大于风积量,左右翼角附近处于相对平衡状态(同 CK),背风侧尾流区以风蚀为主,其净风蚀量随着沙丘体积的增加而增大。

(3)沙丘体积越大,移动速度越慢,对背风侧尾流区的风蚀影响越明显,净风蚀量略大。

(4)将沙丘周边地表蚀积总量分摊到沙丘下伏压埋地面和周围影响区,单位面积的蚀积强度值与 CK 相仿。

综上所述,新月形沙丘通过影响周围区域近地表的流场结构和风沙流饱和程度,造成了沙丘周围地表独特的蚀积空间分异特征,导致沙丘周围区域风蚀强度增加,尤其是加速了沙丘背风侧尾流区的风蚀,促进了沉积物的粗化,以及裸露风蚀面结构的破坏,加速了河湖相沉积平原荒漠化向沙漠化演变的速度。

参考文献(References):

〔1〕 Bagnold R A. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes〔M〕. London: Methuen, 1941: 265.

〔2〕 杨岩岩,刘连友,屈志强,等. 新月形沙丘研究进展〔J〕. 地理科学, 2014, 34(1): 76 – 83. 〔Yang Yanyan, Liu Lianyou, Qu Zhiqiang, et al. A review of barchan dunes〔J〕. Scientia Geographica Sinica, 2014, 34(1): 76 – 83.〕

〔3〕 董玉祥,黄德全. 海岸新月形沙丘移动与形态变化的典型研究〔J〕. 地理科学, 2014, 34(7): 863 – 869. 〔Dong Yuxiang, Huang Dequan. Typical research on the movement and topographic change of coastal crescent dune〔J〕. Scientia Geographica Sinica, 2014, 34(7): 863 – 869.〕

〔4〕 常兆丰,马中华,朱淑娟,等. 新月形沙丘顶点与沙脊线重合和分离的两种过程——以甘肃河西走廊沙区为例〔J〕. 干旱区研究, 2017, 34(1): 167 – 173. 〔Chang Zhaofeng, Ma Zhonghua, Zhu Shujuan, et al. Processes of superposition and separation of barchan dunes on the top and ridge line: A case study in the desert areas of the Hexi Corridor, Gansu province〔J〕 Arid Zone Research, 2017, 34(1): 167 – 173.〕

〔5〕 贾文茹,李生宇,马学喜,等. 塔克拉玛干沙漠腹地横向沙丘表面紧实度分异特征〔J〕. 干旱区研究, 2016, 33(3): 664 – 671. 〔Jia Wenru, Li Shengyu, Ma Xuexi, et al. Spatial variation of compaction on transverse dune surface in hinterland of the Taklimakan Desert〔J〕. Arid Zone Research, 2016, 33(3): 664 – 671.〕

〔6〕 闫德仁,姚洪林,胡小龙. 流动沙丘不同部位风蚀积沙特征研究〔J〕. 水土保持通报, 2015, 35(4): 288 – 292. 〔Yan Deren, Yao Honglin, Hu Xiaolong. Characteristics of wind erosion and accumulated sand in different positions of mobile dune〔J〕. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2015, 35(4): 288 – 292.〕

〔7〕 Walker I J, Nickling W G. Simulation and measurement of surface shear stress over isolated and closely spaced transverse dunes in a wind tunnel〔J〕. Earth Surface Processes & Landforms, 2003, 28(10): 1 111 – 1 124.

〔8〕 Baddock M C, Livingstone I, Wiggs G F, et al. The geomorphological significance of airflow patterns in transverse dune interdunes〔J〕. Geomorphology, 2007, 87(4): 322 – 336.

〔9〕 Smith A B, Jackson D W T, Cooper J A G. Three-dimensional airflow and sediment transport patterns over barchan dunes〔J〕. Geomorphology, 2017, 278: 28 – 42.

〔10〕 李恒鹏,李波,陈广庭. 新月形沙丘迎风坡气流加速模拟〔J〕. 中国沙漠, 2001, 21(1): 24 – 27. 〔Li Hengpeng, Li Bo, Chen Guangting. Simulation of flow accelerating on the windward of barchan〔J〕. Journal of Desert Research, 2001, 21(1): 24 – 27.〕

〔11〕 Wiggs G F S, Weaver C M. Turbulent flow structures and aeolian sediment transport over a barchan sand dune〔J〕. Geophysical Research Letters, 2012, 39(5): 1 – 7.

〔12〕 Dong Z, Qian G, Ping L, et al. Turbulence fields in the lee of two-dimensional transverse dunes simulated in a wind tunnel〔J〕. Earth Surface Processes & Landforms, 2009, 34(2): 204 – 216.

〔13〕 马学喜,李生宇,王海峰,等. 流动沙漠地形起伏区尼龙网方格沙障破损程度的空间分异〔J〕. 自然灾害学报, 2015, 24(2): 81 – 88. 〔Ma Xuexi, Li Shengyu, Wang Haifeng, et al. Spatial differentiation of breakage degree of nylon net checkerboard barrier in sites with rugged terrain in Taklimakan Desert〔J〕. Journal of Natural Disaster, 2015, 24(2): 81 – 88.〕

〔14〕 李生宇,雷加强,徐新文,等. 塔里木沙漠公路影响下的地表形态变化〔J〕. 科学通报, 2006, 51(增刊): 81 – 87. 〔Li Shengyu, Lei Jiaqiang, Xu Xinwen, et al. Surface morphology changes affected by Tarim Desert highway〔J〕. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(Suppl. 1): 81 – 87.〕

〔15〕 蔡东旭,李生宇,刘耀中,等. 台特玛湖干涸湖盆区植物风影沙丘的形态特征〔J〕. 干旱区地理, 2017, 40(5): 1 021 – 1 027. 〔Cai Dongxu, Li Shengyu, Liu Yaozhong, et al. Morphological characteristics of shadow dunes of plant at dry lakebed of Taitema Lake〔J〕. Arid Land Geography, 2017, 40(5): 1 021 – 1 027.〕

〔16〕 White B R. Laboratory simulation of aeolian sand transport and physical modeling of flow around dunes〔J〕. Annals of Arid Zone, 1996, 35(3): 187 – 213.

〔17〕 Zhang W, Kang J H, Lee S J. Tracking of saltating sand trajectories over a flat surface embedded in an atmospheric boundary layer〔J〕. Geomorphology, 2007, 86(3): 320 – 331.

〔18〕 Weaver C M, Wiggs G F S. Field measurements of mean and turbulent airflow over a barchan sand dune〔J〕. Geomorphology, 2011, 128(1 – 2): 32 – 41.

〔19〕 Wiggs G F S, Livingstone I, Warren A. The role of streamline curvature in sand dune dynamics: Evidence from field and wind tunnel measurements〔J〕. Geomorphology, 1996, 17(1): 29 – 46.

〔20〕 Wiggs G F S, Bullard J E, Garvey B, et al. Interactions between airflow and valley topography with implications for Aeolian sediment transport〔J〕. Physical Geography, 2002, 23(5): 366 – 380.

〔21〕 Gao X, Zhang D, Rozier O, et al. Transport capacity and saturation mechanism in a real-space cellular automaton dune model〔J〕. Advances in Geosciences, 2014, 37: 47 – 55.

〔22〕 Livingstone I, Wiggs G F S, Weaver C M. Geomorphology of desert

sand dunes: A review of recent progress［J］. Earth Science Reviews,2007,80(3):239 - 257.
［23］ 张春来,郝青振,邹学勇,等. 新月形沙丘迎风坡形态及沉积物对表面气流的响应［J］. 中国沙漠,1999,19(4):359 - 363.［Zhang Chunlai, Hao Qingzhen, Zou Xueyong, et al. Response of morphology and deposits to surface flow on windward slope of barchan dune［J］. Journal of Desert Research, 1999, 19(4):359 - 363.］
［24］ 钱广强,董治宝,罗万银,等. 横向沙丘背风侧气流重附风洞模拟［J］. 中国沙漠,2008,28(1):16 - 20.［Qian Guangqiang, Dong Zhibao, Luo Wanyin. Wind tunnel simulation on flow reattachment on the lee of transverse dunes［J］. Journal of Desert Research,2008,28(1):16 - 20.］
［25］ Jiang H, Dun H, Tong D, et al. Sand transportation and reverse patterns over leeward face of sand dune［J］. Geomorphology, 2017, 283:41 - 47.
［26］ Watson A. Variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes［J］. Sedimentology,2010,32(4):581 - 593.
［27］ 哈斯,王贵勇. 沙丘背风侧气流的变化特征及其意义［J］. 地理科学,2000,20(6):573 - 576.［Ha Si, Wang Guiyong. Variation in dune Lee-side airflow and its significance［J］. Scientia Geographica Sincia,2000,20(6):573 - 576.］
［28］ Nickling W G, Neuman C M, Lancaster N. Grainfall processes in the lee of transverse dunes, Silver Peak, Nevada［J］. Sedimentology,2010,49(1):191 - 209.
［29］ Nelson J M, Mclean S R, Wolfe S R. Mean flow and turbulence fields over two-dimensional bed forms［J］. Water Resources Research,1993,29(12):3 935 - 3 953.
［30］ Durán O, Andreotti B, Claudin P. Numerical simulation of turbulent sediment transport, from bed load to saltation［J］. Physics of Fluids,2012,24(10):709 - 737.
［31］ Sauermann G, Kroy K, Herrmann H J. Continuum saltation model for sand dunes［J］. Physical Review E,2001,64(3):031 305.
［32］ Walker I J, Nicklingb W G. Dynamics of secondary airflow and sediment transport over and in the lee of transverse dunes［J］. Progress in Physical Geography,2002,26(1):47 - 75.
［33］ 葛拥晓,吉力力·阿不都外力,马龙,等. 新疆艾比湖干涸湖底沉积物粒径分布及其对风蚀的响应［J］. 干旱区研究,2014,31(4):636 - 642.［Ge Yongxiao, Jilili Abuduwaili, Ma Long, et al. Response of granularity distribution to wind erosion in the Playa of the Ebinur Lake, Xinjiang, Northwest China［J］. Arid Zone Research,2014,31(4):636 - 642.］
［34］ 李生宇,谷峰,王海峰,等. 塔克拉玛干沙漠河湖相沉积平原风蚀地貌发育的外营力作用机制［J］. 干旱区地理,2012,35(3):358 - 364.［Li Shengyu, Gu Feng, Wang Haifeng, et al. Exogenic forces action mechanism in the development process of erosion landform on alluvial plains composed of fluvial-lacustrine deposits in the Taklimakan Desert［J］. Arid Land Geography, 2012, 35(3):358 - 364.］

Effect of Barchan Dune on Surface Wind Erosion over Lacustrine Plain

CAI Dong-xu[1,2], LI Sheng-yu[1], LEI Jia-qiang[1], WANG Hai-feng[1], MENG Xiao-yu[1,2]
(1. *Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi* 830011, *Xinjiang, China*;
2. *Universities of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100039, *China*)

Abstract: Barchan dune is an important type of aeolian landform and forms during the process of desertification. In the previous researches, more researchers focused mainly on the surface dynamic process of barchan dune but less on the influence of barchan dune on surface wind erosion during desertification process. In this paper, the plugging-brazing method was used to measure the distribution pattern of wind erosion/deposition on the surface around barchan dunes at the Taitema playa. The wind tunnel was used to simulate the distribution pattern of airflow over the typical barchan dune. The mechanism of barchan dune affecting surface wind erosion around dune was analyzed. The results showed that the airflow structure changed with the varying geometry shapes of barchan dunes, and it affected significantly the intensity of wind erosion/deposition over the surface. Although the wind erosion depth and sedimentary thickness were slightly greater than those on flat sand, the average volume of net wind erosion per unit area was close to an equilibrium in the frontal region of windward slope and on both sides of dunes. Deposition was dominant in the frontal region on leeward slope of barchan dune, but wind erosion was dominant on the surface of flank wake zone of leeward slope. The average volume of net wind erosion per unit area was slightly increased with the increase of dune size. In a word, the barchan dunes affect the intensity of surface wind erosion and deposition during the process of desertification in playa.

Key words: barchan dune; distribution of wind erosion and deposition; intensity of wind erosion; airflow structure; Taitema Lake